西安機場大霧特徵及其預報

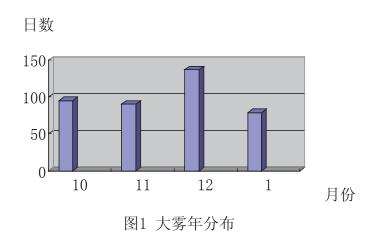
西北氣象處 孫啓原

陝西省西安市原西關機場家屬院9313

引言

西安咸陽機場大霧年均 72 天,最多一年達 102 天,其中,1991—2001 年 (10 月至次年 1 月)秋冬季共有 401 個大霧日。2000 年 12 月 10 日—18 日連續 9 天大霧,4 天能見度均在 400m 以下。1992 年元月 4—6 日連續三天大霧能見度均小於 500m,最小能見度 0m,造成機場關閉三天,大量航班取消。

1、 時間分佈:



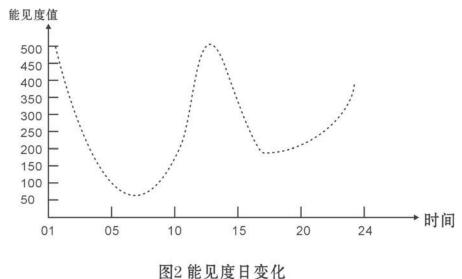


图4 胚光度日受化

大霧主要分佈在 10 月至次年 1 月份的秋冬季節,其中 12 月份最多達 137 天,從能見度日變化看大霧一般出現在 4-9 時,和下午 17 時-20 時,其中上午 07-9 時能見度一般較差,大霧出現時能見度<500 米的次數達 385 次,秋冬季大 霧消散一般在 11-13 時,秋冬季大霧持續時間最長 216 小時。

2、霧類別的判定

西安大霧從霧內氣溶膠成分、相對濕度等不同分爲煙霧和水霧,而水霧占西安大霧的 97.8%,水霧的類型主要是輻射霧,平流霧和雨霧。利用資料分析,從能見度,空氣濕度、長波輻射平衡三個要素,可以判定煙霧和水霧。

2.1 相對濕度

水霧中水汽含量大,懸浮的水滴多,氣溶膠粒子數密度大,相對>78.8%,91%的水霧過程中相對溫度在90%-98%,而煙霧過程中,空氣中懸浮的幹粒子居多,相對濕度一般<78.8%。

2.2 能見度

煙霧和水霧過程中,能見度<1.0km,但水霧形成過程中,能見度降低很快, 消散時,能見度在短時間內提高也很快。水霧形成過程中的爆發性發展過程會導 致能見度的突度。而煙霧的突變不明顯,特別是降低的過程緩慢。

2.3 長波輻射平衡

在水霧發展過程中,由於水滴吸收和發射長波輻射,又因霧層內水滴溫度差 異較小,因此,光空氣中水滴達到一定濃度時,長波輻射處於平衡狀態,由於水 霧在形成時發展很快,因此,輻射也會發生突變。水霧向上和向下的長波輻射, 在其形成前和消散後處於水平衡狀態,而在水霧維持期間處於平衡狀態。而煙霧 中的幹粒子對長波輻射的吸收遠遠小於水滴,因此,長波輻射處於不平衡狀態。

3、水霧過程的過界層結構

3.1 相對濕度

水霧在接近地面的一定高度上形成,霧層內相對濕度保持近飽和狀態直到霧消散,霧頂附近相對濕度發生突變,隨著高度升高相對濕度急劇減小,霧頂以上比較乾燥。霧消散時,從近地面相對濕度降低,霧滴蒸發、消失、霧底擡升,同時霧頂下降,霧層減薄。煙霧狀態下,空氣遠未達到飽和,隨著夜間逆溫層加強和降溫過程,近地面相對濕度有所增加,但僅在近地面薄層內濕度較大,隨高度升高相對濕度很快降低。水霧形成階段 97%,形成時地面與 900hpa 的 T-Td < 05 $^{\circ}$ $^{$

3.2 水汽分佈:

煙霧情況下,近地面水汽密度相對較高,並隨高度升高水汽密度減小。水霧情況下,由於霧頂的上有逆溫層出現,在霧層內有水汽滯留層形成,其厚度不斷增加且向上發展,使得較厚的穩定層內水汽濃度很大。由於過飽和凝結的發生,有潛熱釋放使水汽滯留層底部出現增溫,其頂部是輻射冷卻,在湍流作用下,逆溫層內水汽含量隨高度增加,逆溫層頂以上,水汽密度隨高度迅速減小。水霧發展的大部分時間內,密頂以上一定高度內,水汽密度在霧頂部有突變,並隨高度降低。在霧消散階段,霧頂以上水汽密度有明顯增大,並延伸到逆溫層頂,水霧形成階段氣溶膠粒子數密度達到峰值 3072.個/cm³,含水量達 0.4g/m³。發展階段氣溶膠粒子數密度 2953.7 個/cm³,含水量達 0.58g/m³。在 400m 以下逆溫層內一

般氣溶膠密度爲 2840 個/cm³,含水量 0.45g/m³;雨霧前一天西安處於 θ se 強暖 舌區,中心 θ se>44°C,消散階段增溫率 0.34°C/h,氣溶膠數密度降爲 55.9 個/cm³。

3.3 風速分佈

西安機場水霧主要爲雨霧,輻射霧和平流霧,因此,風的分佈對水霧的形成和分佈作用較大。雨霧形成的低能見度出現前,地面至700hpa 連續二天以上西南風爲主,連續三天以上從地面至500hpa 的西南氣流的輻合,必然會導致水霧持續24小時以上並使能見度<300m。平流霧導致的水霧形成過程中,一般爲東風或東南風爲主。煙霧過程中,一般爲暖脊和西北氣流控制,大多數情況下維持微風或靜風。水霧過程中,貼近地面的霧層內有1—3.5m S⁻¹的微風,隨著高度升高風速增大,但霧頂以下風速不大,霧頂以上風速較大,急流層內最大風速>11m·S⁻¹,最大風速層高度在霧頂以上。輻射霧形成當天風場平均1.2m S⁻¹。雨霧形成當天風速<0.8m S⁻¹雨霧垂直環流比較淺薄,風場較弱,抑制上升,水汽聚集。

3.4 逆溫層:

在水霧形成的過程中,霧層內沒有逆溫,逆溫層擡升到霧頂以上,在近地面層溫度低於霧層溫度,整個霧層內隨著暖濕氣流的輸送在雨霧的情況下會增高,特別是 970hpa 至 700hpa 之間有深厚的逆溫層,逆溫梯度較均勻,並小於霧頂的以上逆溫梯度。當鋒前或槽前暖濕氣流輸送沒有中斷的情況下,這種結構一直維持,由於霧層內部大量潛熱的釋放,造成霧層整層溫度升高。在霧頂附近,主要是水滴蒸發過程通過吸收潛熱,使霧頂附近空氣溫度降低,造成霧頂以上逆溫增強,逆溫梯度加大。煙霧過程中,低層降溫大於上層,夜間逆溫層穩定發展,當陰天有雲覆蓋時,逆溫結構會保持不變。

因輻射霧導致的水霧過程中,地面到 980hpa 附近有薄層逆溫層,溫度遞增升爲 0.5~2℃/100m。因雨霧導致的水霧情況下,980hpa~850hpa 常有逆溫層,逆溫層內溫度分佈均勻,逆溫層頂上部溫度往往高 5°左右,在鋒前或槽前暖濕平流增大,有很強的水汽輻合的情況下。逆溫層一般出現二種結構,一種是不連續逆溫層,即在近地層有一薄逆溫層,第二層在其上部爲一等溫層,第三層又有一逆溫層。另一種是無逆溫層,在 700hpa 以下整層爲等溫層或梯度很小的隨高度降溫。水霧形成階段逆溫一般爲 50~100m(頂高)。

4、西安水霧的預報:

4.1 利用數值預報產品作霧的預報

4.1.1 用天氣在線提供的 RH0-300 預報產品(RH300)直接進行大霧預報。RH300 反映的是地面 0-300m 之間的平均相對溫度值,0-30m 是極淺薄層,相當於貼地逆溫的厚度,若預報圖中出現大值濕度區時,有二種可能,一是此大值區正是降水區,只有降水減弱或間歇時,才可能形成雨霧,這種情況需要與其他資料一起分析。第二種情況可能是單純的水汽滯留區即大霧區。RH300 等值線直接反映了近地面水汽滯留層(水汽滯留層:通過冷卻或增濕使水汽達到飽和並發生凝結的一段垂直空間。冷卻主要是平流冷卻、輻射冷卻。增濕主要是平流增濕和蒸發增濕)的強弱及範圍,對無降水區的 RH300 預報大值區,特別是 95%以上的區域可直接預報大霧,RH300 對範圍廣、強度大的霧預警效果非常好。。

4.1.2 利用 WAFS 的 Grrads 提供的格點數據和顯示環境(交互操作)可獲得地

面 $2m \times 10m$ 或標準等壓面等不同高度平面的流場,氣壓場、水汽分佈溫度分佈及平流,渦度、散度等,也可以獲得垂直剖面圖形式下的大氣內部溫、濕、風的垂直分佈 (以經線度爲基準線,以氣壓爲高度座標)預報大霧生消密切相關的下T-Td,風、水汽壓 θ se 相對溫度、逆溫。一般霧出現在正渦度區其下風方向,說明正溫度區對水汽彙聚作用,一般 800hpa 以下整層濕度非常大。

4.1.3 NCEP 基於有限區套網模式 NGM 的產品製作 mos 預報,Td、雲量,VV、ff/fafd。 θ se-400hpa 以下相對溫度、水汽通量輻合輻散量。中國 T_{213} 、HLAFS 模式提供 15 層的 06h、12h,壓、溫、濕、風、渦度、散度、相當位元溫等 15 類資料診斷大霧,利用水汽通量、水汽通量散度、T-Td,相對濕度預報水汽通量最大值,水汽通量散度輻合區,T-Td 飽和區,相對濕度大值區的軸線位置。

4.2 利用衛星資料預報水霧

- 4.2.1 利用 NOAA-15、Eos-modis 資料提供的不同高度層分層溫度、濕度、風向風速資料。國家中心下發的 TOVS 資料 1000~10hpa 15 個層的<T、
- 1000hpa-300hpa6層的大氣濕度、moDIS的3個大氣水汽通道、6個地面、雲溫通道(分辯1000m)大氣溫度(分辯250m)2個通道的資料。
- 4.2.2 利用 SBDART 輻射傳輸模式(計算雲霧狀態下地球大氣及雲霧輻射傳輸模式)提供的大氣有關要素的廓線資料(P.T.水汽含量、大氣氣溶膠輻射值)和反射模式計算出任意高度上總向上輻射,向下輻射,霧雲層底的直接向下輻射,層頂的向上輻射等預報水霧。